

岩浆演化对岛弧岩浆岩的铀系不平衡的影响

黄方, 张鞠琳

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学 地球和空间科学学院, 合肥 230026

摘要: 本文模拟了岛弧岩浆岩的演化过程对铀系不平衡的影响。结果显示地幔楔熔融产生的初始岩浆同化混染老的地壳物质可改变岩浆的铀系不平衡, 同时产生($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$)和 $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 或($^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$)之间的正相关关系, 这个结果和南美安第斯山智利的年轻岩浆岩的铀系不平衡数据非常一致。($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$)和 Sr/Th (或者 Ba/Th 和 $^{10}\text{Be}/\text{Be}$)之间的关系常被用来支持岛弧岩浆岩的铀系不平衡的流体加入模型。但考虑到岛弧岩浆岩普遍经历演化, 我们的模型表明该相关性反映了幔源岩浆在陆壳内部的岩浆演化过程, 而不是俯冲流体加入地幔楔的结果。地幔部分熔融结合地壳内部的岩浆演化更好地解释铀系不平衡及其和其它地球化学指标的相关性, 具有不同半衰期的不平衡体系和 $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 体系制约的岛弧岩浆作用的时间尺度其实是一致的。

关键词: 铀系不平衡; 岩浆演化; 流体加入; 数值模拟

中图分类号: P588.1 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2013)02-0204-08

Effect of Magma Differentiation on U-series Disequilibria in Arc Lavas

HUANG Fang, ZHANG Ju-lin

Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, University of Science and Technology of China,
Chinese Academy of Sciences, School of Earth and Space Sciences University of Science and
Technology of China, Hefei 230026, China

Abstract: This study establishes a mathematic model to simulate the effect of magma differentiation processes on U-series disequilibria in arc lavas. Our results show that the assimilating old crustal material by initial magma produced by the melting of the mantle wedge can decrease the U-series disequilibria and produce the positive correlations between ($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$) and $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ or ($^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$). This result agrees with the U-series disequilibria data of the lavas from the Andean in the south America. The correlations between ($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$) with “fluid indices” (e. g., Sr/Th , Ba/Th , and $^{10}\text{Be}/\text{Be}$) have been used as strong evidences for U-series disequilibria reflecting recent fluid addition from the slab to the wedge. But considering the geological fact of magma differentiation, our model shows these correlations are more likely to reflect the differentiation of mantle-derived magma within the continental crust instead of the fluid addition model. Therefore, the conclusions regarding fluid addition model and fast ascent rate of magmas from mantle wedge should be reconsidered. Our model further suggests that different parent and daughter disequilibria as well as observation of ^{10}Be in arc lavas are produced by the same geological processes.

Key words: U-series disequilibria; magma differentiation; fluid addition; numerical model

从 U-Th 到 Pb 有三个衰变系列, 分别为 ^{238}U - ^{206}Pb 、 ^{235}U - ^{207}Pb 和 ^{232}Th - ^{208}Pb 。在这三个衰变系列中, 有很多短半衰期的铀系子体核素, 其中较长半衰期的核素有 ^{234}U (2.45×10^5 年)、 ^{231}Pa ($3.28 \times$

10^4 年)、 ^{230}Th (7.5×10^4 年)、 ^{226}Ra (1600 年) 和 ^{210}Pb (22.6 年) 等。对于一个近期没有受到扰动的体系, 其铀系母子体核素的放射性活度相同, 母子体处于铀系平衡状态; 如果该体系受到扰动, 母子体核

收稿日期: 2012-09-29 收到, 10-20 改回

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (41173031)

第一作者简介: 黄方 (1978—), 男, 教授, 研究方向: 同位素地球化学和实验岩石学, 获第 14 届侯德封奖. E-mail: fhuang@ustc.edu.cn.

素之间发生分异,此时母子体放射性活度不相同,其活度比不等于一,此时体系处于铀系不平衡状态。因为铀系母子体不平衡会在子体核素大约 5 倍的半衰期之后达到放射性平衡,铀系不平衡来为我们研究年轻地质事件的过程和时间尺度提供了独特的地球化学工具,它在地幔熔融和岩浆作用、火山爆发、陆壳的风化、土壤的形成、地下水和洋流的流动、第四纪气候演化、考古等等领域有着广泛的应用^[1~7]。

板块汇聚边缘在地球化学循环、壳-幔相互作用、新生大陆地壳的产生、地震和火山爆发等地质过程中扮演着重要角色。在大洋板块俯冲时,含水的流体从蚀变的大洋板块释放并进入到上覆的地幔楔,并降低了地幔楔的橄榄岩的固相线,地幔发生部分熔融形成俯冲带的岩浆岩。在这一过程中,铀系核素可能发生分异,因此熔体的铀系不平衡是研究俯冲带岩浆岩的时间尺度和过程的有效工具。目前国际上已经发表了很多关于年轻岛弧岩浆岩的铀系不平衡数据,我们可以总结得到四个重要的观测结果^[3,8]:①大多数年轻岩浆岩中²³⁸U 相对于²³⁰Th 过剩,但是约有三分之一的样品具有²³⁰Th 相对于²³⁸U 的过剩。②几乎所有的年轻岩浆岩中的²³¹Pa 都相对²³⁵U 过剩;③绝大多数岩浆岩中存在²²⁶Ra 过剩,且(²²⁶Ra/²³⁰Th)和 SiO₂ 呈负相关,和 Sr/Th 或 Ba/Th 呈正相关关系;④俯冲带岩浆岩的 U/Th 的平均值高于 MORB,可能反映了流体的加入。

关于岛弧岩浆岩的铀系不平衡的解释主要有两种:

(1)²³⁸U 和²²⁶Ra 的过剩是由于流体加入地幔楔产生的,而²³¹Pa 的过剩则由地幔熔融产生^[3,7,9~14]。这个模型主要依据与元素在流体中的相对活动性的差别。由于富水流体相对富集 U-Ra-Ba-Sr,亏损 Pa-Th,因此流体具有高 Ra/Th、U/Th、Ba/Th 和 Sr/Th。这种流体加入地幔楔后会使得地幔源区产生²²⁶Ra 和²³⁸U 过剩,而地幔的熔融则产生了²³¹Pa 过剩。文献中采用的最重要证据就是流体指标之间的相关性^[15,16]。因为²²⁶Ra 的半衰期只有 1600 年,为了保存在俯冲板块脱水产生的²²⁶Ra 过剩,这类模型要求板片脱水到地幔熔融再到岩浆喷出地表的时间短于 8000 年,有的研究甚至建议只需要数百年^[15,16]。

(2)由于地幔熔融的同时可产生²³¹Pa-²³⁵U、²³⁸U-²³⁰Th-²²⁶Ra 的不平衡,最近有研究建议岛弧岩浆岩的铀系不平衡由流体交代的地幔楔熔融产生^[8,17]。这样,地幔熔融的时间尺度必须要够长才能产生²³¹Pa 的过剩,至少要 3.28 万年,而流体是否

近期加入并不重要。这个时间尺度远远超过流体模型要求的 8000 年,因此这两种模型在铀系不平衡的产生机制以及它们对岩浆作用的时间尺度的制约等方面是完全不同的。其关键差异就在于对铀系不平衡数据的解读。

一个经常被岛弧岩浆岩铀系不平衡的研究所忽略的重要事实是,大多数岛弧岩浆岩不能代表地幔熔融的原始成分,它们在陆壳内部或者壳幔边界经历了高度的岩浆演化。因为铀系核素的分配系数都很低,造岩矿物的分离结晶一般不改变铀系不平衡的大小。然而因为岩浆在岩浆房中的滞留时间可以从几十年到 10⁵ 年或者更长,而且岩浆同化混染老的陆壳物质也可能改变岛弧岩浆岩的铀系不平衡数据,岩浆演化的作用必须要仔细考虑,特别是短半衰期的核素(例如²²⁶Ra)更容易受到岩浆演化的影响。DePaolo^[18]提出的同化混染和分离结晶过程(AFC)可以改变岩石样品的主微量和 Sr-Nd 地球化学组成,我们认为,这个过程同样也可以改变铀系不平衡。过去已经有研究考察了岩浆演化对铀系不平衡的影响。例如 Vigier^[19]研究了部分结晶和岩浆再填充所造成的 Ardoukoba 火山岩中(²²⁶Ra/²³⁰Th)变化;Blake 等^[20]模拟了在封闭体系中(²²⁶Ra/²³⁰Th)随着时间的变化并以此来制约岩浆房的冷却速率。但是这些研究并没有被应用到岛弧岩浆岩体系,因此我们对岩浆演化对岛弧岩浆岩的铀系不平衡影响的研究很少,严重制约我们合理解释位于地壳的幔源岩浆岩的铀系不平衡数据。

针对岩浆演化对铀系不平衡的影响,Huang^[17]提出了和时间相关的 AFC 模型,并将它应用于解释洋壳-洋壳俯冲带 Tonga 岛弧岩浆岩的(²²⁶Ra/²³⁰Th)和 Ba/Th 以及 Sr/Th 之间的正相关关系^[17]。假设 Tonga 岩浆岩在封闭体系下结晶角闪石和单斜辉石,再加上衰变效应,所谓流体指标之间的相关性是可以产生的。由此,流体加入地幔楔产生岛弧岩浆岩的铀系不平衡的观点受到质疑。在世界上最大的洋壳-陆壳碰撞带(南美的安第斯山),岛弧岩浆的岩浆房不太可能处于封闭体系,更容易受到同化混染等地壳过程的影响。但是这一可能性还没有被严格讨论。因此本文将讨论和时间相关 AFC 模型在开放体系下的表现,并将其应用到南美安第斯山的研究中。本文的目的是研究同化混染对俯冲带岩浆岩的铀系不平衡数据的影响以及铀系不平衡和其它地球化学数据之间的关系,希望对俯冲带岩浆岩铀系不平衡做出符合地质事实的解释,并对岩浆作用的时间尺度和过程提出新的制约。

1 模型介绍

和时间相关的 AFC 模型的具体细节在文献中有详细介绍^[17], 本文只是简述该模型的基本原理和最重要的公式。我们沿用了 DePaolo^[18] 的基本公式, 随着岩浆岩在岩浆房中的积累, 它的质量根据以下公式变化:

$$\frac{d(M_m C_m)}{dt} = C_m \frac{dM_m}{dt} + M_m \frac{dC_m}{dt} = M'_a C_a + M'_r C_m^0 - M'_c D C_m \tag{1}$$

其中, C_m 是微量元素的浓度, D 是微量元素在结晶矿物和熔体之间的分配系数。

如果 $\frac{dM_m}{dt} = 0$, 那么岩浆房中岩浆的质量始终是 M_m^0 , 方程(1)可以写为:

$$C_m = (C_m^0 - \frac{r_a C_a + r_r C_m^0}{r_c D}) e^{-r_c D t} + \frac{r_a C_a + r_r C_m^0}{r_c D} \tag{2}$$

其中,

$$r_a = \frac{M'_a}{M_m^0}, r_r = \frac{M'_r}{M_m^0}, r_c = \frac{M'_c}{M_m^0}$$

通常情况下, 方程(1)可以写为:

$$\frac{dC_m}{d \ln F} + (1 + \frac{r_c D}{r_a + r_r - r_c}) C_m = \frac{r_a C_a + r_r C_m^0}{r_a + r_r - r_c} \tag{3}$$

其中, F 是岩浆房中部分熔融的百分数 ($F = \frac{M_m}{M_m^0}$), 那么

$$dF = \frac{M'_a + M'_r - M'_c}{M_m^0} dt = (r_a + r_r - r_c) dt, \text{ 方程(3)的一个解析解为:}$$

$$C_m = C_m^0 F^{\frac{r_a + r_r - r_c + r_c D}{r_a + r_r - r_c}} + \frac{r_a C_a + r_r C_m^0}{r_a + r_r - r_c + r_c D} (1 - F^{\frac{-r_a + r_r - r_c + r_c D}{r_a + r_r - r_c}}) \tag{4}$$

对于可以衰变的铀系核素中间子体的浓度 ($C_{m,D}$), 公式(1)改写为:

$$\frac{d(M_m C_{m,D})}{dt} = M'_a C_{a,D} + M'_r C_{m,D}^0 - M'_c D_D C_{m,D} + \frac{\lambda_p M_m M_D C_{m,p}}{M_p} - \lambda_D M_m C_{m,D} \tag{5}$$

$C_{a,D}$ 是同化物质中子体的浓度; λ_D 和 λ_p 分别代表子体和母体的衰变常数; D_D 是子体的分配系数; $C_{m,D}^0$ 是熔体中子体的初始浓度; $C_{m,p}$ 是熔体中母体的浓度; M_D 和 M_p 分别代表子体和母体的原子量。

公式(5)在 $\frac{dM_m}{dt} = 0$ 时有解析解。

$$C_{m,D} = \frac{r_a C_{a,D} + r_r C_{m,D}^0 + \frac{\lambda_p M_D (r_a C_{a,p} + r_r C_{m,p}^0)}{r_c D_D M_p}}{\lambda_D + r_c D_D} (1 - e^{-(\lambda_D + r_c D_D)t}) + \frac{\lambda_p M_D (C_{m,p}^0 - \frac{r_a C_{a,p} + r_r C_{m,p}^0}{r_c D_p}) e^{-(\lambda_D + r_c D_D)t}}{r_c D_p} + C_{m,D}^0 e^{-(\lambda_D + r_c D_D)t} \tag{6}$$

通常情况下 $\frac{dM_m}{dt} \neq 0$, 公式(5)没有解析解, 可以利用 MATLAB 进行数字模拟计算熔体中 ²³⁰Th 或 ²³¹Pa 的浓度。在得到 $C_{m,230Th}$ 的值后可以利用 MATLAB 计算 ²²⁶Ra^[17]。

2 模型计算

2.1 参数选择

合理选择分配系数对 AFC 模型的结果非常重要。因为铀系不平衡数据常常和一些微量元素比值

$dM_m/dt = M'_a + M'_r - M'_c$, 其中 M_m 是岩浆房中熔体的总质量, M'_c 是部分结晶引起的质量变化速率, M'_a 是由同化混染作用引起的质量变化速率, M'_r 是由连续填充引起的质量变化速率。我们假设岩浆岩中的某种微量元素的浓度是一个定值 (C_m^0), 这样微量元素的质量变化的瞬时速率如下:

(比如 Sr/Th 和 Ba/Th) 和同位素比值 (比如 ¹⁰Be/Be) 一起来制约岛弧岩浆作用的过程和时间尺度, 我们关注一些微量元素 (比如 Sr, Ba 和 Be) 的浓度变化。斜长石和角闪石是在俯冲带岩浆岩演化过程中控制 Sr 和 Ba 分配的最重要的矿物, 因此斜长石和角闪石的分配系数的选择十分重要。Sr 和 Ba 在斜长石和硅酸盐熔体之间的分配系数受到晶体化学成分和熔体结构的控制^[21~23]。Sr 在斜长石中通常是相容的, 然而斜长石/熔体 D_{Ba} 的值既能大于 1 也能小于 1; 两者都取决于斜长石的成分^[22]。在斜长石中,

Th 比 Sr 和 Ba 更不相容^[21]。Sr 和 Ba 在角闪石中中度不相容,而 U 和 Th 在角闪石中却高度不相容^[24~26]。因此,斜长石和角闪石的部分结晶能降低 Sr/Th 和 Ba/Th,但是却不会显著改变 U/Th。

假定结晶矿物组合由 50% 的斜长石、25% 的角闪石和 25% 的其它 Sr、Ba、Be 和铀系核素在其中高度不相容的矿物组成,那么微量元素在结晶矿物和残留熔体之间的总分配系数可以计算得到。矿物比例的变化不会明显地影响结果。此外,安山岩的斜长石的化学组成变化很大,因此分配系数也千差万别。我们根据造山带安山岩中最普遍的斜长石组成 (An₆₅)^[27],并假设温度为 1050℃ 来计算 Sr-Ba 的分配系数。U、Th、Pa、Ra、Sr、Ba 和 Be 的分配系数都列于表 1。Be 的总分配系数 D_{bulk} 是 0.059,与玄武岩体系的实验数据大致一致 (0.03~0.06)^[28]。因为 Pa 在斜长石和角闪石中极度不相容,所以我们假设 Pa 的 D_{bulk} 为 0。

表 1 和时间相关的 AFC 模型中元素分配系数的数据^[17]

Table 1 Bulk partition coefficients used in the time-dependent AFC model^[17]

元素	总分配系数	数据来源
U	0.001	
Th	0.003	amp/melt D_{Be} , [28]; amp/melt $D_{\text{U,Th,Ba,Sr}}$
Pa	0.00	[26]; plg/melt D , [21]; D_{Ra} is calculated
Ra	0.03	from [21]; $D_{\text{Pa}}=0$. Bulk $D=0.5 \times \text{plg/melt}$
Sr	1.26	
Ba	0.172	$D + 0.25 \times \text{amp/melt } D$
Be	0.059	

2.2 模型应用

和时间相关的 AFC 模型已经被用来研究大洋岛弧岩浆演化对铀系不平衡的影响。在 Tonga^[17] 的例子中, (²²⁶Ra/²³⁰Th) 和 Sr/Th 或 Ba/Th 之间的正相关关系可以由斜长石和角闪石的部分结晶以及 ²²⁶Ra 的放射性衰变产生,而 U/Th 和 (²³⁸U/²³⁰Th) 没有显著变化,这是因为 U 和 Th 极端不相容而且分离结晶的时间相对于 ²³⁰Th 的半衰期很短。

有别于封闭体系下的矿物分离结晶,在开放体系中,同化混染地壳物质对不相容元素的比值影响更重要,因此铀系不平衡也发生更大的变化。岛弧岩浆岩的同化混染作用主要发生于大陆岛弧(例如安第斯山和中美洲)和有着厚地壳的成熟大洋弧(例如 Lesser Antilles)。AFC 过程对大陆岛弧岩浆岩的影响比大洋岛弧岩浆岩更显著,因为大陆地壳比大洋地壳更厚,有更多的长英质成分,地幔来的熔体

和偏中酸性围岩的密度差异浮力过大,使得熔体上升受阻而发生更大程度上的成分改造。

南美洲的安第斯山脉的陆地平均厚度为 44 km。过去的很多研究指出,安第斯山脉边缘的俯冲区熔岩有着严重的地壳混染^[18,29]。DePaolo^[18] 将他的 AFC 模型用于解释南秘鲁的安山岩的地球化学组成;Hildreth 等^[29] 提出了在地壳内部或地幔—地壳边界存在一个岩浆演化的区域,这个区域发生了熔融、同化混染、贮存和均一化等等过程(MASH 带),他们进一步推测这是智利和其它大陆俯冲带缺少初始的幔源玄武岩的原因。在这些工作的基础上,我们用开放体系下和时间相关的 AFC 模型来研究岩浆演化对铀系不平衡以及安第斯山脉年轻岩浆岩的其它地球化学成分的影响。

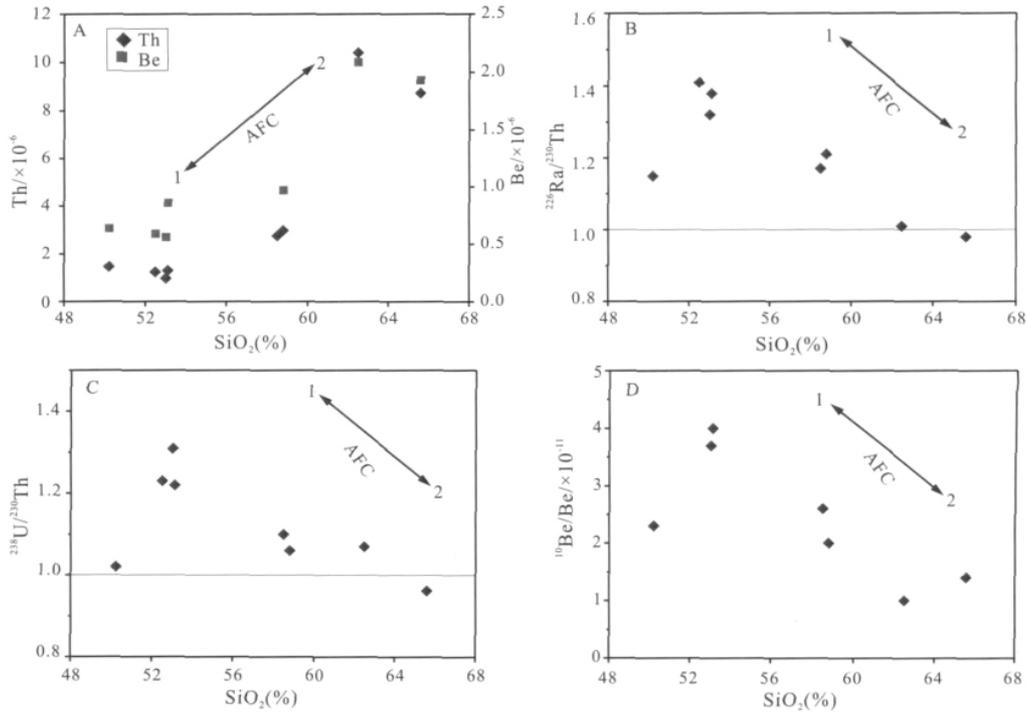
我们特别关注 ¹⁰Be 和铀系不平衡数据的关系。因为 ¹⁰Be 是宇宙射线照射产生的短半衰期同位素 (1.36×10⁶ 年),在新鲜的岛弧岩浆岩中观察到 ¹⁰Be 则清楚地表明,俯冲洋壳表面的陆源沉积物从地幔楔再循环到地表的时间在 10 Ma 之内^[13, 30~33]。而且前人在南美安第斯山的南火山带 (Southern Volcanic Zone, SVZ) 样品中观察到了 (²²⁶Ra/²³⁰Th) 与 ¹⁰Be/Be 和 (²³⁸U/²³⁰Th) 之间的正相关关系,并被当成支持最近地幔楔中有俯冲物质加入的证据^[13]。

在深入理解岛弧岩浆岩的铀系不平衡数据之前,我们需要了解岩浆岩的演化趋势。图 1 显示 SVZ 样品中 Th 和 Be 与 SiO₂ 组分呈正相关,而 ¹⁰Be/Be、(²³⁸U/²³⁰Th) 和 (²²⁶Ra/²³⁰Th) 通常随着 SiO₂ 含量的增加而减少。因为 SiO₂ 是最常用的岩浆演化的指标,这些趋势无疑反映了陆壳内部的演化过程对岩浆的地球化学组成的改造。因为矿物分离结晶不能解释 ¹⁰Be/Be 的变化,这些趋势清楚地表明岩浆演化是在开放体系下进行的。

用 AFC 模型来模拟开放体系下的岩浆演化过程有些不确定性,其中最直接的问题是我们并不清楚同化物质的地球化学性质。同化的物质可以包括沉积物围岩和老的大陆地壳,还包括没有经过熔融的物质或者陆壳熔融产生的熔体。¹⁰Be/Be 和 1/Be 间的正相关关系则表明 SVZ 的岩浆岩中存在高 Be 组分低 ¹⁰Be/Be 的端元和低 Be 组分高 ¹⁰Be/Be 的端元混合。由于 Be 在岩浆活动过程中的不相容性,来自大陆下地壳的熔体应该比典型的玄武质和安山质岛弧岩浆岩(如 ~0.3 - 1.5×10⁻⁶)^[30] 有着更高的 Be 含量 (1.4×10⁻⁶ Be)^[34]。因为下地壳中产生的熔体不包含宇宙射线成因的 ¹⁰Be,所以高 Be 低

¹⁰Be端元有可能是老的大陆地壳(>10 Ma)。而岛弧岩浆岩可能具有高¹⁰Be/Be 和低 Be 含量,因此来自大陆下地壳的熔体和地幔楔产生的岩浆发生同化作用会产生 1/Be 和¹⁰Be/Be 之间的正相关关系(图 2A)。因此,为简单起见,我们假定 AFC 模型中的同

化物质为处于铀系平衡的老地壳的熔体;我们再假设地幔产生的初始岩浆具有典型的年轻大洋岛弧岩浆岩的地球化学特征,例如高 Ba/Th 和 Sr/Th、²³⁸U、²²⁶Ra 和²³¹Pa 过剩,以及高¹⁰Be/Be。初始岩浆和同化物质的微量元素和铀系元素的数据如表 2 所示。



SiO₂ 和 Th,Be 含量正相关,但是和(²²⁶Ra/²³⁰Th)、(²³⁸U/²³⁰Th)和¹⁰Be/Be 反相关。这些关系说明 SVZ 岩浆中存在年轻的幔源岩浆岩(端元 1)和老的陆壳物质(端元 2)的混合(箭头所示)(数据来源于文献[13, 32, 33, 39, 40])

图 1 智利的 SVZ 岩浆的 Th,Be、(²²⁶Ra/²³⁰Th)、(²³⁸U/²³⁰Th)和¹⁰Be/Be 与 SiO₂ 含量的相关关系

Fig. 1 Thorium and Be concentrations, and (²²⁶Ra/²³⁰Th), (²³⁸U/²³⁰Th), and ¹⁰Be/Be of lavas from the historic southern Volcanic zone of Chile plotted as functions of SiO₂

表 2 模型中使用的微量元素和铀系元素数据^[17]

Table 2 Trace element and U-series data used in the models ^[17]

	初始岩浆	同化物质
C _U (×10 ⁻⁶)	0.285	1.2
C _{Th} (×10 ⁻⁶)	0.8	5
C _{Sr} (×10 ⁻⁶)	1000	800
C _{Ba} (×10 ⁻⁶)	500	600
C _{Be} (×10 ⁻⁶)	0.4	4
(²³⁸ U/ ²³⁰ Th)	1.27	1
(²³⁰ Th/ ²³² Th)	0.85	0.73
(²³¹ Pa/ ²³⁵ U)	1.5	1
(²²⁶ Ra/ ²³⁰ Th)	1.5	1
¹⁰ Be/Be (10 ⁻¹¹)	6	0

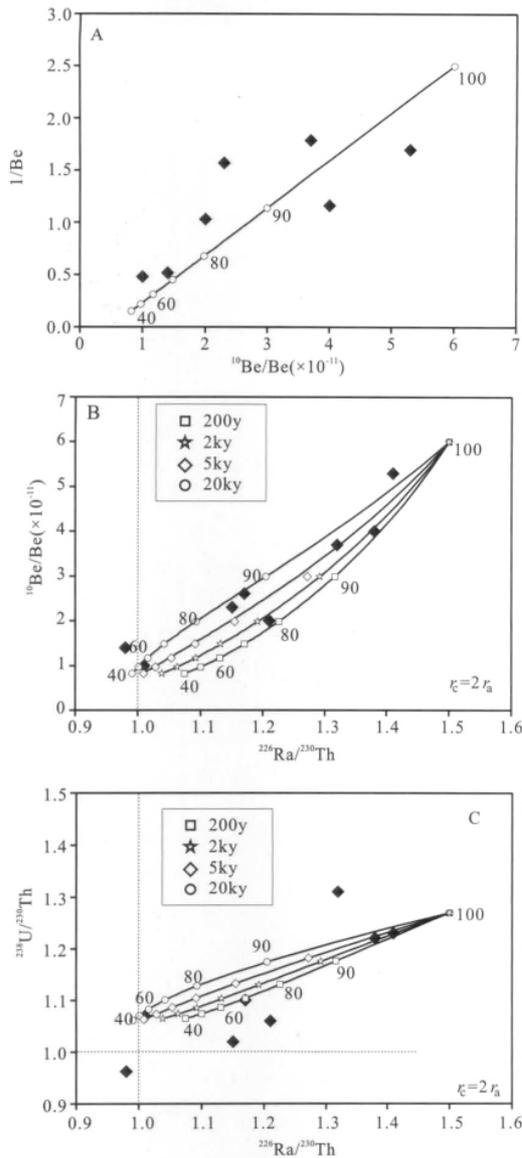
以表 2 中端元计算的和时间相关的 AFC 模型的结果和 SVZ 岩浆岩中的铀系不平衡和¹⁰Be/Be 数

据间的关系非常吻合(图 2),新鲜的年轻岛弧岩浆岩和老的陆壳熔体的混合可以产生若干地球化学指标的相关性。图 1 中清楚表明,高(²²⁶Ra/²³⁰Th)和¹⁰Be/Be 的样品具有较低的 SiO₂ 含量,而低(²²⁶Ra/²³⁰Th)和¹⁰Be/Be 的样品的 SiO₂ 含量较高,这说明图 2B 中(²²⁶Ra/²³⁰Th)和¹⁰Be/Be 的相关是岩浆演化的产物,而不是地幔源区中两端元混合的结果;而图 1C 中(²³⁸U/²³⁰Th)和 SiO₂ 的相关性表明(²³⁸U/²³⁰Th)明显受到岩浆演化的影响,考虑到²²⁶Ra过剩随岩浆演化发生的类似变化,我们的模型说明图 2C 中(²²⁶Ra/²³⁰Th)和(²³⁸U/²³⁰Th)的正相关是有同化混染产生的,不可能是流体近期改造地幔楔的结果。如果增加陆壳熔体的 U 含量以及提高地幔熔体初始的(²³⁸U/²³⁰Th),模拟的结果和 SVZ 岩浆的趋势可以更加一致。因此,SVZ 样品的主微

量元素含量以及铀系不平衡数据表明该岩浆岩的地球化学特征反映了陆壳演化,而我们的 AFC 模型可以定量模拟这一过程。

3 对俯冲物质再循环和岛弧岩浆作用的制约

岛弧岩浆岩的铀系不平衡数据的解释对于理解



A- $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 和 $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 之间的正相关关系说明年轻的幔源岩浆岩和老的陆壳物质的混合; B- $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 和 $(^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th})$ 之间的相关关系; C- $(^{238}\text{U}/^{230}\text{Th})$ 和 $(^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th})$ 之间的相关关系。陆壳物质的混染降低了幔源岩浆初始的铀系不平衡,而衰变对 $(^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th})$ 影响很大。数据来源同图 1

图 2 应用时间相关的 AFC 模型来模拟智利熔岩的地球化学组成

Fig. 2 Application of time-dependent AFC model to simulate chemical composition of the Chile lavas

俯冲板块物质再循环以及地幔楔的熔融至关重要。来自俯冲板块的含水流体降低地幔橄榄岩的固相线,引起地幔楔的部分熔融。在地球化学上,由于含水流体运输易迁移元素至地幔,因此易迁移元素(如 Sr, Ba 和 Ra)和不易迁移元素(如 Th 和 Pa)的高比值通常作为流体加入的标志^[3,15,16]。理论上说,如果不同数量的流体进入地幔楔中,被交代地幔发生熔融能产生熔体中的 Ba/Th, Sr/Th 和 $(^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th})$ 的正相关关系。如果在年轻的岛弧岩浆岩中观测到 ^{226}Ra 的过剩,则要求流体加入是近期的($< 8\text{ ka}$)并且岩浆上升是 1000 年。因此,所谓流体指标之间的正相关关系被认为是流体交代地幔产生铀系不平衡的最重要证据。

但是流体模型不足以解释 ^{231}Pa 的过剩。一般认为流体具有很高的 $(^{235}\text{U}/^{231}\text{Pa})$ 和 $(^{238}\text{U}/^{230}\text{Th})$, 受到流体交代的地幔熔融应该产生具有 ^{231}Pa 亏损的熔体。然而,出乎意料的是,年轻岛弧岩浆岩普遍具有 ^{231}Pa 相对 ^{235}U 的过剩^[8,14,35,36]。这就说明除了流体加入外还需要一种新的理论去解释普遍存在的 ^{231}Pa 过剩。同样,为了解释很多岛弧岩浆岩中的 ^{230}Th 相对于 ^{238}U 的过剩,很多学者提出了地幔楔的部分熔融模型,即铀系不平衡是由母体和子体在地幔熔融柱中由于不同的有效运移速度和滞留时间而产生的^[8,9,14,35,36]。这些模型包括动态熔融和多孔流熔融等模型。任何一个产生 ^{231}Pa 过剩的熔融模型同样会产生高的 $(^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th})$, 这意味着岛弧岩浆岩中 ^{226}Ra 的过剩并不一定是流体的加入所导致的。换言之,地幔楔的部分熔融可能会覆盖或显著改变由流体加入而产生的铀系不平衡。同样值得注意的是,由于 U 的分配系数受氧逸度影响较大,在地幔熔融时,地幔楔中较高的氧逸度会将 $\text{mineral}/\text{melt } D\text{U}/\text{Th}$ 降低到小于 1^[37,38]。这样,氧化程度较高的地幔楔熔融也可以产生 ^{238}U 的过剩。但是因为部分熔融模型不能产生铀系不平衡数据和流体指标以及 SiO_2 之间的相关关系,因此国际上很多小组不赞同部分熔融产生铀系不平衡的观点。

我们的 AFC 模型清楚证明 ^{226}Ra 过剩与 Ba/Th, Sr/Th, $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ 和 $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 之间的正相关关系有可能是岩浆在陆壳内部演化的结果。而且考虑到岛弧岩浆高度演化的事实,岩浆演化是我们利用铀系不平衡数据研究地幔过程之前必须首先考虑的要素。在地幔熔融过程中, Ba, Sr, Th 是不相容的,未受到显著分异的铁镁质岩浆岩可能具有变化较大但是上限较高的 Ba/Th 和 Sr/Th,这更多是因为板块析出流体交代地幔的结果。我们提出,地幔楔的

部分熔融同时产生了铀系不平衡,因此俯冲带的初始岩浆可以有 ^{226}Ra 相对于 ^{230}Th 的过剩、高的Ba/Th和Sr/Th以及相对较低的 SiO_2 含量。随着时间的演化, ^{226}Ra 的过剩、Ba/Th和Sr/Th降低,而 SiO_2 含量增加。这个过程解释了在大洋和大陆岛弧(如Tonga和SVZ)中观察到的 ^{226}Ra 的过剩与Ba/Th、Sr/Th和 SiO_2 含量之间的相关性。因此,这些相关性不能支持流体加入地幔产生岛弧岩浆岩的铀系不平衡的观点。

总之,由于 ^{231}Pa 不易溶于水,用富含U-Ra的流体的加入去解释 ^{226}Ra 和 ^{238}U 相对于 ^{230}Th 的过剩,但是很难解释相对于 ^{235}U 的 ^{231}Pa 过剩。而地幔的部分熔融既可以产生 ^{231}Pa 的过剩也可以产生 ^{226}Ra 的过剩,一定时间内的岩浆演化还可以解释 ^{226}Ra 过剩和所谓流体指标之间的相关性,而且与全岩的 SiO_2 含量增加以及Sr/Th减少的趋势更为一致。另外,同化老的地壳物质也能产生洋-陆俯冲带岩浆岩中的($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$)、($^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$)和 $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 之间的相关性。因此,目前没有任何有力的证据支持 ^{226}Ra 过剩是由于流体的加入产生的。相反,我们认为铀系不平衡数据是地幔楔的部分熔融以及后期岩浆演化的过程有关。因此,流体加入地幔楔所需要的岩浆快速上涌喷发的观点需要得到修正,地幔楔熔融的过程可能很长,至少要超过 ^{231}Pa 的半衰期(3.28万年)。

4 结 论

年轻的岛弧岩浆岩的铀系不平衡可能受到分离结晶、同化作用、岩浆充填和衰变作用的显著影响。和时间相关的AFC模型表明,封闭系统中演化的岩浆的铀系不平衡主要是受到放射性衰变作用的影响;而在开放系统中,老的地壳物质的同化混染可以降低初始岩浆的铀系不平衡的程度。更重要的是,岩浆演化可以产生($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$)与Sr/Th、Ba/Th、 $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ 和($^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$)等所谓流体指标之间的正相关关系。这些相关性曾经被认为是支持近期流体加入地幔楔产生岛弧岩浆岩的铀系不平衡的强有力证据,而我们的模型则表明这些相关性是岩浆在壳内演化的产物,不一定是流体加入地幔的结果。我们进一步推论岛弧岩浆岩的铀系不平衡不大可能是流体加入直接产生的,更可能是受到交代的地幔长时间部分熔融的结果。因此,近期流体的加入和岩浆超快速的上升可能不是产生和维持年轻俯冲带岩浆岩中 ^{226}Ra 过剩的必要条件,这意味着熔体在地

幔楔中的熔融和上升是一个更长时间的过程。我们需要综合考虑地幔的部分熔融和壳内的岩浆演化来解释岛弧岩浆岩的铀系不平衡。

参考文献 (References):

- [1] Bourdon B, Sims K. U-series constraints on intraplate basaltic magmatism[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 52: 215-254.
- [2] Condomines M, Gauthier P J, Sigmarsson O. Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks [J]. *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 52: 126-174.
- [3] Turner S, Bourdon B, Gill J. U-Series isotopes and magma genesis at convergent margins[J]. *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 52: 255-315.
- [4] Turner S, George R, Jerram D A, Carpenter N, Hawkesworth C. Case studies of plagioclase growth and residence times in island arc lavas from Tonga and the Lesser Antilles, and a model to reconcile discordant age information[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 214: 279-294.
- [5] Pike A W G, Hoffmann D L, García-Diez M, Pettitt P B, Alcolea J, Balbín R D, González-Sainz C, Heras C D, Lasheras J A, Montes R, Zilhão J. U-Series dating of paleolithic art in 11 caves in Spain[J]. *Science*, 2012, 336: 1409-1413.
- [6] Ma L, Chabaux F, Pelt E, Blaes E, Jin L, Brantley S. Regolith production rates calculated with uranium-series isotopes at Susquehanna/Shale Hills Critical Zone Observatory[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, 297: 211-225.
- [7] Dosseto A, Bourdon B, Joron J L, Dupré B. U-Th-Pa-Ra study of the Kamchatka arc: New constraints on the genesis of arc lavas[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2003, 67(15): 2857-2877.
- [8] Huang F C, Lundstrom C, Sigurdsson H, Zhang Z F. U-series disequilibria in Kick'em Jenny submarine volcano lavas: A new view of time-scales of magmatism in convergent margins [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2011, 75: 195-212.
- [9] Bourdon B, Turner S, Dosseto A. Dehydration and partial melting in subduction zones: Constrains from U-series disequilibria[J]. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(B6): 2291.
- [10] Chabaux F, Hémond C, Allègre C. ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra disequilibria in the Lesser Antilles arc: Implications for mantle metasomatism[J]. *Chem. Geol.*, 1999, 153: 171-185.
- [11] Hawkesworth C, Turner S, Peate D, McDermott F, Calsteren P V. Elemental U and Th variations in island arc rocks: Implications for U-series isotopes[J]. *Chem. Geol.*, 1997, 139: 207-221.
- [12] Hawkesworth C J, Turner S P, McDermott F, Peate D W, Calsteren P V. U-Th isotopes in Arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust[J]. *Science*, 1997, 412: 501-507.
- [13] Sigmarsson O, Chmieleff J, Morris J, Lopez-Escobar L. Origin of ^{226}Ra - ^{230}Th disequilibria in arc lavas from southern

- Chile and implications for magma transfer time[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, 196: 189–196.
- [14] Thomas R B, Hirschmann M M, Cheng H, Reagan M K, Edwards R L. ($^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$)-($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) of young mafic volcanic rocks from Nicaragua and Costa Rica and the influence of flux melting on U-series systematics of arc lavas[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, 66(24): 4287–4309.
- [15] Turner S, Bourdon B, Hawkesworth C, Evans P. ^{226}Ra - ^{230}Th evidence for multiple dehydration events, rapid melt ascent and the time scales of differentiation beneath the Tonga-Kermadec island arc[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, 179: 581–593.
- [16] Turner S, Evans P, Hawkesworth C. Ultrafast source-to-surface movement of melt at island arcs from ^{226}Ra - ^{230}Th systematics[J]. *Science*, 2001, 292: 1363–1366.
- [17] Huang F, Gao L, Lundstrom C C. The effect of assimilation, fractional crystallization, and ageing on U-series disequilibria in subduction zone lavas[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, 72: 4136–4145.
- [18] DePaolo D J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, 53: 189–202.
- [19] Vigier N, Bourdon B, Joron J L, Allegre C J. U-decay series and trace element systematics in the 1978 eruption of Ardoukoba, Asal rift: timescale of magma crystallization[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, 174: 81–97.
- [20] Blake S, Rogers N. Magma differentiation rates from ($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$) and the size and power output of magma chambers[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, 236: 654–669.
- [21] Blundy J, Wood B. Mineral-melt partitioning of Uranium, Thorium and their daughters[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 52: 59–123.
- [22] Blundy J D, Wood B J. Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, 55: 193–209.
- [23] Morse S A. Partitioning of strontium between plagioclase and melt: A comment[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1992, 56: 1735–1737.
- [24] Adam J, Green T H. The effects of pressure and temperature on the partitioning of Ti, Sr and REE between amphibole, clinopyroxene and basanitic melts[J]. *Chem. Geol.*, 1994, 117: 219–233.
- [25] Brenan J M, Shaw H F, Ryerson F J, Phinney D L. Experimental determination of trace-element partitioning between pargasite and a synthetic hydrous andesitic melt[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, 135: 1–11.
- [26] LaTourrette T, Hervig R L, Holloway J R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, 135: 13–30.
- [27] Gill J B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*[J]. Springer Verlag, 1981.
- [28] Brenan J M, Neroda E, Lundstrom C C, Shaw H F, Ryerson F J, Phinney D L. Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallization: Constraints from mineral-melt partitioning experiments[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, 62(12): 2129–2141.
- [29] Hildreth W, Moorbath S. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile[J]. *Contrib. Mineral Petrol.*, 1988, 98: 455–489.
- [30] George R, Turner S, Hawkesworth C, Morris J, Nye C, Ryan J, Zheng S H. Melting processes and fluid and sediment transport rates along the Alaska-Aleutian arc from an integrated U-Th-Ra-Be isotope study[J]. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(B5): 2252.
- [31] Morris J, Tera F. ^{10}Be and ^9Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs; Implications for sediment subduction[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53: 3197–3206.
- [32] Morris J D, Leeman W P, Tera F. The subducted component in island arc lavas; Constraints from Be isotopes and B-Be systematics[J]. *Nature*, 1990, 344: 31–36.
- [33] Sigmarsson O, Condomines M, Morris J D, Harmon R S. Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas[J]. *Nature*, 1990, 346: 163–165.
- [34] Rudnick R, Gao L. Composition of the Continental Crust [A]. Holland H D, Turekian K K. In the Crust (ed. R. L. Rudnick) Vol. 3 *Treatise on Geochemistry*[C]. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003, 1–64.
- [35] Huang F, Lundstrom C C. ^{231}Pa excesses in arc volcanic rocks: Constraint on melting rates at convergent margins[J]. *Geology*, 2007, 35: 1007–1010.
- [36] Turner S, Regelous M, Hawkesworth C, Rostami K. Partial melting processes above subducting plates: Constraints from ^{231}Pa - ^{235}U disequilibria[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, 70: 480–503.
- [37] LaTourrette T Z, Burnett D S. Experimental determination of U and Th partitioning between clinopyroxene and natural and synthetic basaltic liquid[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, 110: 227–244.
- [38] Lundstrom C C, Gill J, Williams Q, Perfit M R. Mantle melting and basalt extraction by equilibrium porous flow[J]. *Science*, 1995, 270: 1958–1961.
- [39] Stern C R, Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone[J]. *Contrib. Mineral Petrol.*, 1996, 123: 263–281.
- [40] Sigmarsson O, Martin H, Knowles J. Melting of a subducting oceanic crust from U-Th disequilibria in austral Andean lavas[J]. *Nature*, 1998, 394: 566–569.